

气候变化对不同气候区流域年径流影响的识别

孟德娟^{1,2}, 莫兴国¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 气候变化对流域径流的影响显著, 但不同流域径流对各气候因子敏感性不同, 具有明显的空间分异性。本文以位于半湿润、湿润地区的松花江、子牙河以及西苕溪流域为例, 基于 Budyko 水热平衡经验模型, 采用归因分析方法分离了气象要素趋势性变化对年径流和潜在蒸发变化率的贡献与差异性。结果表明: 1960-2008 年, 在上述 3 个流域中, 降水趋势性变化对年径流变化的贡献比潜在蒸发大。松花江和子牙河流域各气象要素趋势性变化对潜在蒸发变化率的贡献排序为: 温度 > 风速 > 水汽压 > 日照时数, 而西苕溪流域为: 温度 > 日照时数 > 风速 > 水汽压。在气候要素共同作用下, 松花江和子牙河流域平均年径流分别以 0.48 和 1.51 mm a^{-2} 的速率减少, 而西苕溪流域年径流则以 1.42 mm a^{-2} 的速率增加。所得结果加深了气候变化对径流影响机制和程度的认识, 可作为流域水资源适应性管理的科学依据。

关 键 词: 气候变化; 年径流; 归因分析; 松花江流域; 子牙河流域; 西苕溪流域

doi: 10.11820/dlkxjz.2013.04.011

1 引言

径流是与人类关系最为密切的水文循环要素之一, 气候变化对径流的影响与人类社会发展息息相关。气候变化在一定程度上可用气候因子如温度、降水、风速等变化来表征(IPCC, 2007), 其对径流的影响是各个气候因子共同作用的结果。中国气候条件复杂, 不同气候区气候因子的变化趋势、幅度、范围不同, 因此, 识别气候因子变化对径流的影响在评估气候变化对中国水资源影响的空间格局方面具有科学意义。

气候因子对径流变化贡献的识别方法近年来得到了一定发展。有些方法基于实测径流资料, 通过对比径流序列与气象要素时间序列的统计特征, 定性分析径流变化的影响因素(王启猛等, 2010; 朱延龙等, 2011); 根据径流变化与各气象要素变化的相关性, 判断气象要素对径流变化的贡献(侯钦磊等, 2011; 孙卫国等, 2009; 王兆礼等, 2010; 王海军等, 2010), 或者建立径流变化与气象要素变化的回

归模型(李析男等, 2010; 张士锋等, 2011)。但人类活动往往和气候变化同时作用于径流, 水文站点的实测流量是水利工程影响后的流量, 尽管对资料进行还原, 但仍无法与气候因素直接建立关系。为剔除人类活动对径流的影响, 有学者采用经验模型得到天然径流, 通过计算全微分来分离各个气象要素的贡献(Meng et al, 2012)。

潜在蒸发或径流对气候因子的敏感性在流域间存在显著差异(刘昌明等, 2011; 王国庆等, 2011)。这与流域产流特性、气候条件及其变化趋势在流域间的分异性有关。目前气候因子对径流影响的辨识关注单一流域, 对流域间差异的比对仍显不足。

松花江流域、子牙河流域以及西苕溪流域, 分别位于中国东北地区、华北地区、太湖地区。松花江和子牙河流域位于半湿润区, 分别属于温带及暖温带季风气候; 西苕溪流域位于湿润区, 为亚热带季风气候。多年平均径流深由子牙河流域山区 118 mm 至西苕溪流域 750 mm , 多年平均气温相差

收稿日期: 2012-08; 修订日期: 2013-01.

基金项目: 中国科学院地理科学与资源研究所重点项目(2012ZD003); 国家重点基础研究 973 项目(2010CB428404); 国家自然科学基金项目(31171451)。

作者简介: 孟德娟(1985-), 女, 山西太原人, 博士生, 主要研究方向为气候变化和水文模拟。E-mail: mengdj.09b@igsnr.ac.cn

通讯作者: 莫兴国(1966-), 男, 广西平乐人, 博士, 研究员, 主要从事陆地生态系统生态和水文过程的模拟研究。

E-mail: moxg@igsnr.ac.cn

近10℃。3个流域气候条件以及径流深差异明显,对其进行径流影响的气候因子识别分析具有一定代表性。

本文利用Budyko水热平衡经验模型,对松花江流域、子牙河流域以及西苕溪流域的年径流进行模拟,并与水文站观测径流进行对比。然后采用求全微分方程的归因分析方法,分析各气候要素对年径流变化的贡献和对年径流的影响,并对比各流域间差异。

2 数据与方法

2.1 年径流模拟

Budyko认为蒸发受到水分(降水)和能量因素(潜在蒸发)的限制,提出了描述蒸发、潜在蒸发以及降水关系的一般形式(公式1)。

$$\frac{ET}{P} = f\left(\frac{ET_p}{P}\right) \quad (1)$$

式中: ET 为蒸发量; P 为降水量; ET_p 为潜在蒸发量。

在此基础上产生了一系列描述不同环境条件下水热关系的经验性公式,统称为Budyko类型公式,已在许多流域得到验证。Arora (2002)研究表明,5种Budyko类型公式(Schreiber, Ol'dekop, Budyko, Turc-Pike and Zhang et al公式)在同等水热条件下对径流变化的模拟能力相近,因此本文以形式较为简单的Schreiber公式为例对流域径流进行模拟(公式2)。

$$R_y = P_y - ET_y = P_y - P_y \times \left[1 - \exp\left(\frac{-ET_{py}}{P_y}\right)\right] \\ = P_y \times \exp\left(\frac{-ET_{py}}{P_y}\right) \quad (2)$$

式中: R_y 为年径流深(mm a^{-1}); P_y 为年降水量(mm a^{-1}); ET_y 为年实际蒸发量(mm a^{-1}); ET_{py} 为年潜在蒸发量(mm a^{-1})。

潜在蒸发量采用FAO修订的Penman-Monteith (P-M)公式进行计算。

$$ET_p = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{\text{mean}} + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (3)$$

式中: ET_p 为日潜在蒸发(mm d^{-1}); R_n 为作物表面净辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); T_{mean} 为2 m高度的日均温($^{\circ}\text{C}$); U_2 为2 m高度风速(m s^{-1}); e_s 为饱和水汽压(kPa), e_a 为实际水汽压(kPa); Δ 为温度—饱和水汽压曲线斜率($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ 为干

湿表常数($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

2.2 年径流变化及归因分析方法

年径流变化主要受到水分和能量2个因素影响,表现为降水和潜在蒸发,而潜在蒸发同时受到温度、日照、风速以及湿度因素的共同作用。因此年径流变化率和各气象要素对其贡献可通过两个层次进行研究,详细方法见Meng等(2012),这里仅作简要介绍。这里的年径流为天然径流,忽略人类活动对其影响,仅考虑气象要素的贡献。

第一层次首先确定径流变化与降水和潜在蒸发变化的关系。年径流变化率为:

$$\frac{dR_y}{dt_y} = -\exp\left(-\frac{ET_{py}}{P_y}\right) \frac{dET_{py}}{dt_y} + \left(\frac{ET_{py}}{P_y} + 1\right) \exp\left(-\frac{ET_{py}}{P_y}\right) \frac{dP_y}{dt_y} + \sigma \\ = C(ET_{py}) + C(P_y) + \sigma \quad (4)$$

式中: $\frac{dET_{py}}{dt_y}$ 和 $\frac{dP_y}{dt_y}$ 为 ET_{py} 以及 P_y 的变化率,也可表示其长期变化趋势,即 ET_{py} 和 P_y 对时间 t 的线性回归方程斜率; $C(ET_{py})$ 和 $C(P_y)$ 为 ET_{py} 和 P_y 对年径流变化的贡献; dET_{py} 以及 dP_y 为 ET_{py} 和 P_y 的微分形式,并且 dR_y , dET_{py} 和 dP_y 也可以作为 R_y , ET_{py} 以及 P_y 的变化量,下标 y 代表年尺度; σ 为系统误差。

第二层次分离了各气象要素对 ET_{py} 的作用,假定选取的气象要素互相独立或者相关关系微弱。年潜在蒸发的变化率可以表示如下:

$$\frac{dET_{py}}{dt_y} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial ET_{pd}}{\partial S} \frac{dS}{dt_y} + \sum_{i=1}^n \frac{\partial ET_{pd}}{\partial T} \frac{dT}{dt_y} + \sum_{i=1}^n \frac{\partial ET_{pd}}{\partial U} \frac{dU}{dt_y} + \sum_{i=1}^n \frac{\partial ET_{pd}}{\partial e_a} \frac{de_a}{dt_y} + \sigma_1 \\ = C_1(S) + C_1(T) + C_1(U) + C_1(e_a) + \sigma_1 \quad (5)$$

式中: S , T , U , e_a 分别为日照时数、日均温、风速以及实际水汽压; dS , dT , dU , de_a 为其变化量; 下标 pd 表示 ET_{pd} 为日尺度变量; n 代表1年中的天数; σ_1 为系统误差; $C_1(S)$, $C_1(T)$, $C_1(U)$, $C_1(e_a)$ 分别表示 S , T , U , e_a 对潜在蒸发变化的贡献。日照时数、温度和实际水汽压共同影响潜在蒸发的辐射项; 温度、实际水汽压和风速共同影响潜在蒸发的空气动力项。

2.3 敏感性分析

气象要素的贡献可以看作径流或潜在蒸发对某气象要素的敏感性与该气象要素自身变化率的共同作用,在进行归因分析之前,有必要分析径流及潜在蒸发对各个气象要素的敏感性。敏感系数

是表征某要素对另一要素敏感性的重要指标,定义为因变量的变化比例与自变量变化比例之比(McCuen, 1974)。

$$S_x = \lim \left(\frac{\Delta y/y}{\Delta x/x} \right) = \frac{\partial y}{\partial x} \times \frac{x}{y} \tag{6}$$

式中: x 为某气象要素; S_x 为 y (径流或潜在蒸发)对 x 的敏感系数,无量纲。

敏感系数适用于多变量的方程,优点在于通过变化率使各个气候因子无量纲化,便于不同气候因子之间比较(Hupet and Vanclooster, 2001; 梁丽乔等, 2008; Zheng et al, 2009)。敏感系数为正,表明 y 随 x 的增大而增大,反之,则随 x 的增大而减小,并且敏感系数绝对值越大,表明 y 对 x 越敏感。

2.4 流域概况及数据说明

松花江流域、子牙河流域和西苕溪流域(图1),分别位于中国东北、华北和太湖上游地区,流域面积分别为 5.61×10^5 、 4.63×10^4 和 1.97×10^3 km²,其中子牙河流域与西苕溪流域分别为海河流域和长江流域的子流域。3个流域多年平均降水量分别为500、560和1460 mm。按照干湿状况,松花江流域和子牙河流域属于半湿润区,西苕溪流域属于湿润区。多年平均径流深约为130、118.6(山区)和750

mm,多年平均温度分别为1~5℃、9.1~13.8℃和12.2~15.6℃。

模型驱动数据为流域内部及周边气象站1960-2008年连续逐日气象资料,其中松花江流域站点数为64个(流域内部站点为39个),子牙河流域22个(流域内部6个站点),西苕溪流域7个(流域内部无气象站点)。年径流验证数据包括松花江流域内35个水文站点2001-2007年数据,其中11个水文站点为1960-1987年的年径流深数据;子牙河流域内5个水文站点1960-1991年和2006年年径流深数据;西苕溪流域内4个水文站点1979-1982、1984-1986、1988-2001(仅港口站)以及2006-2008年径流深数据。

3 模型适应性验证

为了对经验模型模拟年径流的效果进行验证,利用流域内部或周边国家气象站点的逐日气象数据,采用反距离加权平方法插值得到格点日尺度气象数据。根据公式(2)和(3)计算格点年径流深,同时根据流域内水文站点划分子流域,利用计算出的格点年径流深值求得每个子流域平均年径流深,将

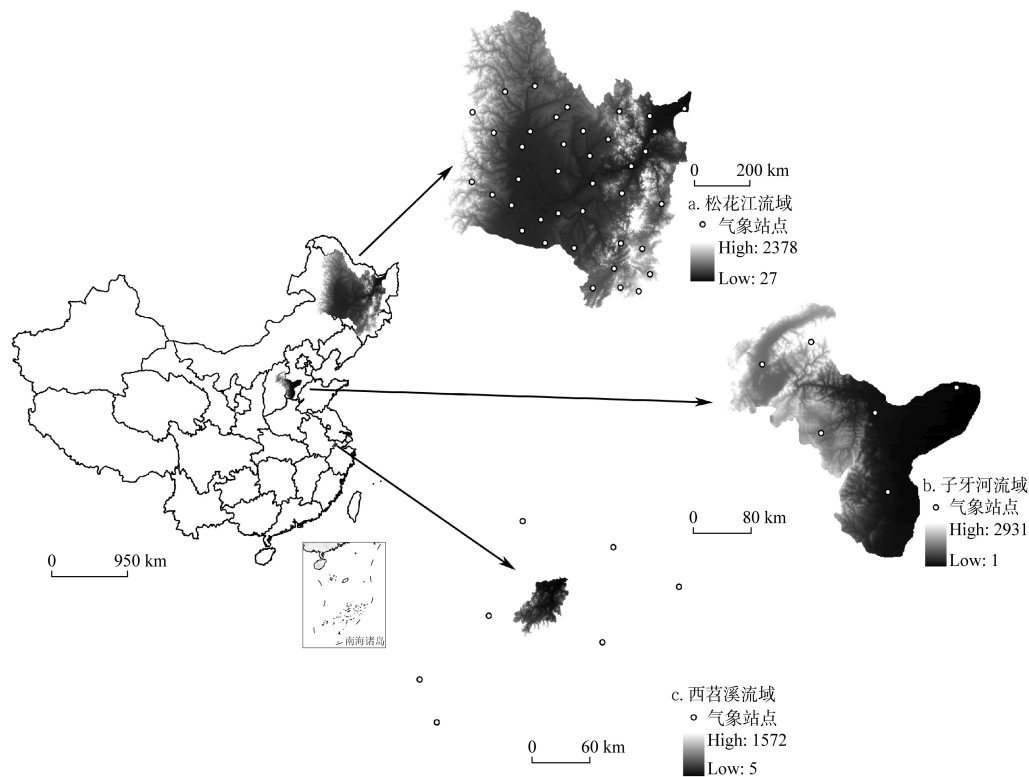


图1 松花江流域(a)、子牙河流域(b)以及西苕溪流域(c) 空间位置、DEM及气象站点分布图

Fig. 1 Locations and DEM of Songhua(a), Ziya River Basin(b) and Xitiao River Catchment(c) with meteorological stations

其与水文站点的实测年径流数据进行对比。

将松花江流域气象站点的日数据插值到 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 的网格,计算得到的径流深与实测值的确定性系数 R^2 为 0.69,相对均方根误差(R -RMSE)为 25%(图 2a)。模拟与观测结果具有一致性,但仍存在不可忽视的误差,其原因主要为:① Schreiber 方程最初用来描述受人类活动影响轻微的天然流域,而松花江流域用于工业的地表水资源达到 5.02%(1995、2000 和 2006 年平均值,引自《松花江区及辽河区水资源规划》,水利部松辽委),因此实际观测径流少于天然径流;② Schreiber 方程没有流域特征参数,无法通过调参来适应不同流域的地理和气候条件。但考虑到年径流计算值与实测值的一致性,经验模型在松花江流域的模拟精度是可接受的。

子牙河流域气象站点的日数据插值分辨率为 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 。流域内 5 个水文站中,有 2 个水文站分别处于多年调节水库下游,其年内水量的不平衡是造成这 2 个站点实测与模拟径流深相关性较低($R^2<0.4$)的原因。而另外 3 个水文站均处于两水库上游,模拟与实测值的确定性系数 R^2 为 0.67, R -RMSE 为 120%(图 2b),说明经验模型在子牙河流

域的模拟结果可信。

西苕溪流域面积小,内部无国家级气象站点,因此选用流域周边站点的日数据插值到流域内部 $250\text{ m}\times 250\text{ m}$ 的网格。经验模型在西苕溪流域模拟与实测年径流确定性系数 R^2 为 0.76, R -RMSE 为 20%(图 2c)。

经验模型不能调参,所以在受人类活动影响小的天然流域更为适用。西苕溪流域森林覆盖面积大,且为山区流域,因此经验模型模拟的年径流与实测年径流相关性更好。经验模型的模拟效果在流域间有所不同,但是模拟径流与实测值的相关性均可接受。

4 结果分析与讨论

4.1 气象要素变化趋势

从流域整体看,松花江流域日照时数、风速和年降水量以每 10 年 0.087 h d^{-1} 、 0.182 m s^{-1} 和 8.3 mm a^{-1} 的速度减少,而温度和实际水汽压则每 10 年增加 $0.431\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 0.007 kPa 。子牙河流域日照时数、风速和年降水量每 10 年减少 0.282 h d^{-1} 、 0.241 m s^{-1}

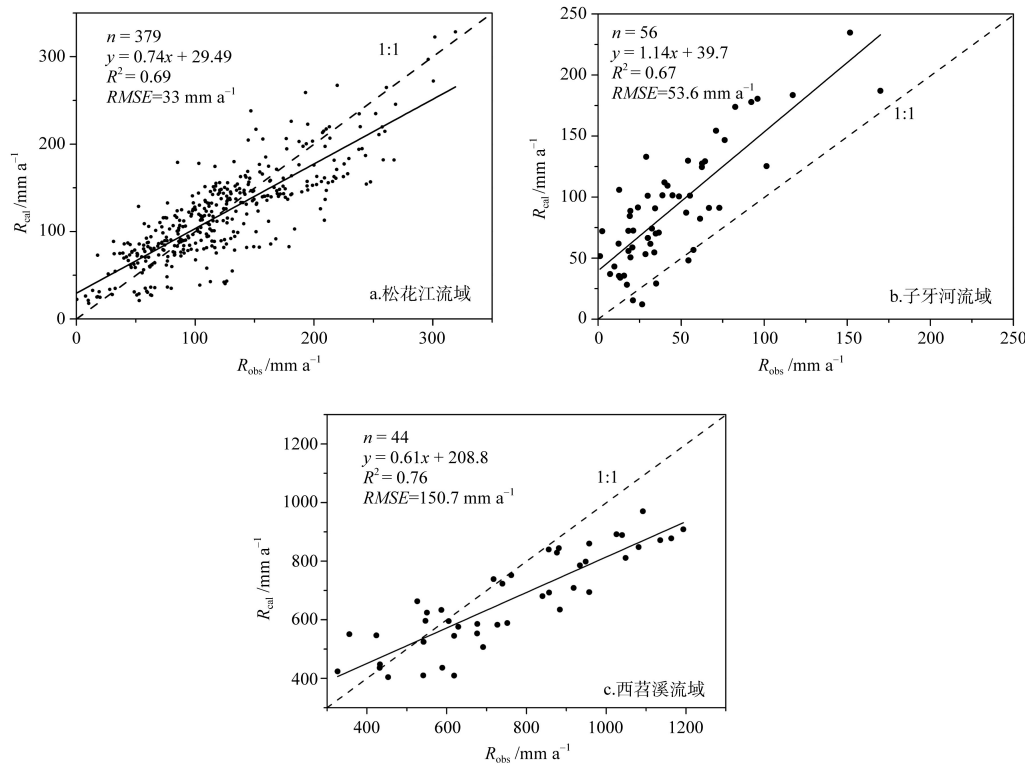


图 2 流域实测径流与 Schreiber 方程计算径流的对比

Fig. 2 Comparison of observed annual runoff with modeled annual runoff by Schreiber equation

和 26.5 mm a^{-1} , 温度和实际水汽压则每10年增加 $0.522\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 0.008 kPa 。西苕溪流域气象站点平均日照时数和风速每10年减少 0.219 h d^{-1} 和 0.141 m s^{-1} , 而温度、实际水汽压和降水则每10年分别增加 $0.247\text{ }^{\circ}\text{C}$, 0.0005 kPa 以及 10.4 mm a^{-1} 。子牙河流域与西苕溪流域实际水汽压变化趋势和3个流域的降水变化趋势不显著, 其余气象要素变化趋势均通过了置信度95%的显著性检验。

3个流域温度均呈增加趋势, 且增温显著; 降水变化趋势不同, 但均未通过显著性检验。日照时数与风速均减少, 且减少趋势显著。实际水汽压的变化趋势在各流域不一致。相对而言, 子牙河流域的增温和降水变化幅度较大, 而西苕溪流域周边站点降水增加, 在其余两个流域均为减小。与中国其他六大流域相比, 松花江流域温度和风速的变率大, 而降水的减少速率较小; 子牙河流域位于海河流域内, 内部气象站点平均增温幅度、降水变化率以及风速比海河流域和其他流域大; 西苕溪流域周边气象站点平均温度、降水和风速变率与其他六大流域相比适中, 但比长江流域平均值略大(Zheng et al, 2009; Cong et al, 2010)。

4.2 年径流敏感系数

按照两个层次关系计算敏感系数, 在第一层次中, 3个流域平均年径流对年降水的敏感性均大于其对潜在蒸发的敏感性(表1)。这表明, 比起潜在蒸发, 降水的变化将对年径流造成更大的影响。第二层次中, 年潜在蒸发对日照时数、温度、风速和实际水汽压的敏感程度在流域间有所差异, 但均对实际水汽压最为敏感, 且随着实际水汽压的增加而减少。潜在蒸发随日照时数、温度和风速的增大而增加。在松花江流域与子牙河流域, 潜在蒸发对风速相对敏感; 而在西苕溪流域, 潜在蒸发对温度的敏感系数远大于风速和日照时数。在刘昌明等(2011)的研究中, 全国范围的潜在蒸发亦对水汽压最为敏感。

4.3 年径流变化及其归因分析

通过公式(4)和(5)可以得到年径流变化率和降水、潜在蒸发变化对其贡献(图3a), 以及潜在蒸发变化率和各气候因子变化对其的贡献(图3b)。3个流域站点平均年降水变化对年径流变化率的贡献均大于潜在蒸发的贡献。在各气象要素中, 温度对潜在蒸发贡献最大, 风速、日照时数与实际水汽压对潜在蒸发的贡献程度在3个流域有差异。松花江和子牙河流域各气象要素趋势性变化对潜在蒸发

表1 年径流对降水及潜在蒸发的敏感系数(第一层次)

Tab. 1 Averaged annual sensitivity coefficients of annual runoff to P_y and ET_{py} in three typical basins

| R_y | 松花江流域 | | 子牙河流域 | | 西苕溪流域 | |
|-------|-----------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|
| | S_{P_y} | $S_{ET_{py}}$ | S_{P_y} | $S_{ET_{py}}$ | S_{P_y} | $S_{ET_{py}}$ |
| | 2.34 | -1.32 | 2.38 | -1.37 | 1.38 | -0.36 |

表2 年潜在蒸发对各气象要素的敏感系数(第二层次)

Tab. 2 Averaged annual sensitivity coefficients of annual potential evapotranspiration to climate factors in three typical basins

| 典型流域 | ET_{py} | | | |
|-------|-----------|-------|-------|-----------|
| | S_s | S_T | S_U | S_{e_a} |
| 松花江流域 | 0.264 | 0.257 | 0.306 | -1.364 |
| 子牙河流域 | 0.349 | 0.355 | 0.372 | -1.042 |
| 西苕溪流域 | 0.49 | 1.63 | 0.38 | -2.41 |

变化率的贡献排序为: 温度>风速>水汽压>日照时数, 而西苕溪流域为: 温度>日照时数>风速>水汽压。各流域潜在蒸发均对实际水汽压最为敏感, 然而实际水汽压普遍多年变化率较小, 而温度多年变化比较显著, 因此3个流域温度趋势性变化对潜在蒸发变化的贡献大于实际水汽压。

实际水汽压的增加以及日照时数和风速的下降使潜在蒸发减少, 而其作用部分被温度上升的贡献抵消, 因此潜在蒸发在3个流域均为下降, 速率分别为松花江流域 -0.19 mm a^{-2} , 子牙河流域 -1.30

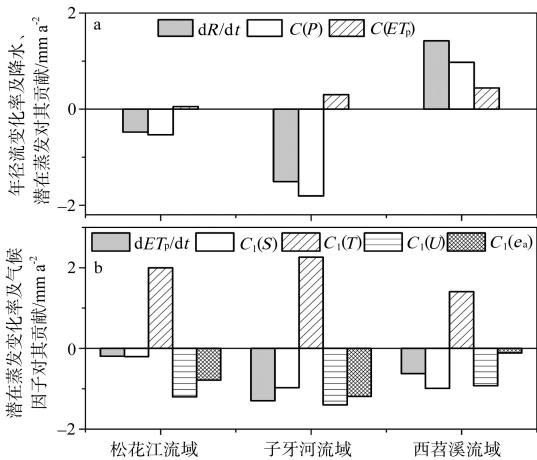


图3 a. 第一层次: 年径流变化率及降水、潜在蒸发变化对其贡献; b. 第二层次: 潜在蒸发变化率及气候因子变化对其贡献

Fig. 3 a. the first level: annual runoff change rate and the contribution of P_y and ET_{py} change; b. the second level: change rate of ET_{py} and the contribution of climate factors change

mm a⁻²和西苕溪流域-0.63 mm a⁻²,子牙河流域下降最快。同时,潜在蒸发的下降会引起年径流增加,而降水减少导致年径流减少,两者作用的趋势相反。根据计算,降水对径流的贡献更大,松花江流域与子牙河流域径流呈减少趋势,其变化速率分别为-0.48 mm a⁻²以及-1.51 mm a⁻²,而西苕溪流域降水增加与潜在蒸发减少共同作用导致年径流以 1.42 mm a⁻²的速率增加。Cong 等(2010)的研究成果也表明,在 1956-2005 年期间,中国北方流域的实测径流呈减少趋势,而南方流域呈增加趋势。

这种归因分析被应用于潜在蒸发中,并且在不同的研究中导致潜在蒸发变化的主导因素不同。例如,Roderick 等(2007) 将潜在蒸发的空气动力项的下降归因为 1975-2004 年间澳大利亚风速的下降;同样,在中国的一些地区,风速也成为潜在蒸发变化的主要因素 (Chen et al, 2006; Zhang et al, 2007; Zheng et al, 2009)。但是,Donohue (2010) 认为在 1981-2006 年间,温度的变化成为潜在蒸发变化的主导因素,这与本文 3 个流域所得到的结论相同。

需要说明的是,Zheng 等(2009)对海河流域的归因分析表明,潜在蒸发变化的主导因素是风速,其次是温度。子牙河流域作为海河流域的子流域,具有相似的气候条件,然而海河流域用于研究的站点多,且大部分位于平原区,风速变化率大,增大了其对潜在蒸发的贡献。子牙河流域内 6 个站点中,五台山站海拔高,温度、风速和降水的变化率远大于其他站点,日照时数的变化远小于其他站点,影响到流域平均计算结果。若除去五台山站,子牙河流域风速贡献则大于温度的贡献。

由于分处不同气候区,气象要素变化对径流变化的贡献不仅在流域间具有差异性,而且在同一流域内的各个站点亦不相同(图 4)。相比潜在蒸发,3 个流域各个站点降水变化的贡献差异性较大,主要原因是降水受地形、高程等因素影响较大,具有较强的空间变异性,而降水变化贡献的差异直接导致年径流变化率也具有较强的空间变异性。造成潜在蒸发变化空间差异的主要因子在 3 个流域不尽相同:松花江流域主要是风速和温度,子牙河流域主要是温度和实际水汽压,而在西苕溪流域 4 个要

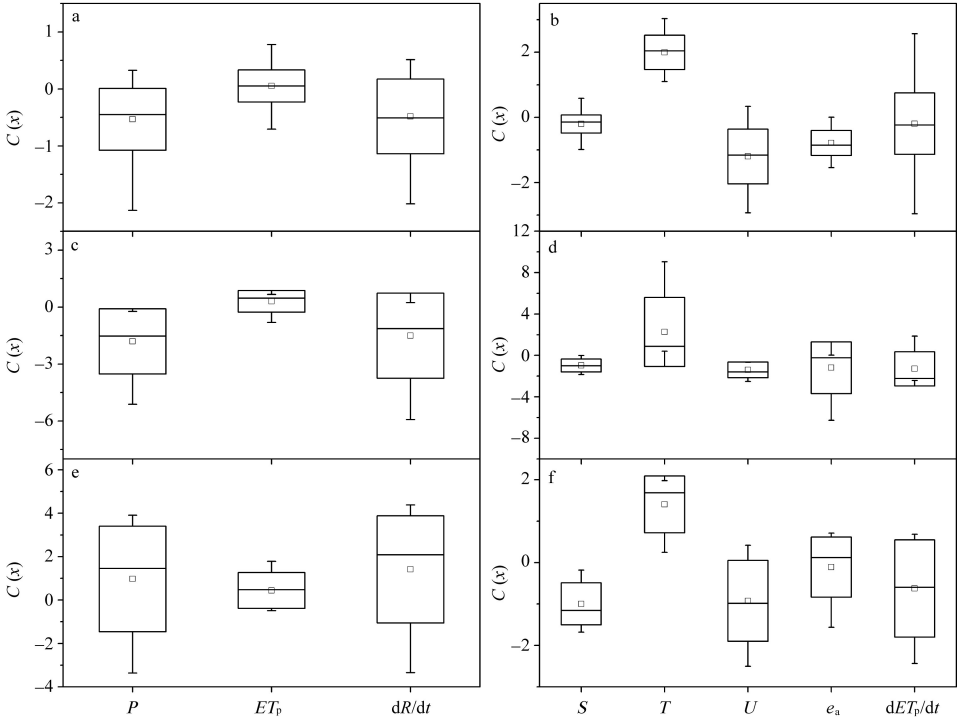


图4 典型流域各站点降水和潜在蒸发变化对径流变化的贡献(a. 松花江流域;c. 子牙河流域;e. 西苕溪流域)及气象要素变化对潜在蒸发变化的贡献(b. 松花江流域;d. 子牙河流域;f. 西苕溪流域)

Fig. 4 Difference of annual runoff change rate and the contribution of P_y and ET_{py} change (a. Songhua River Basin; c. Ziya River Basin; e. Xitiao River Catchment), and change rate of ET_{py} and the contribution of climate factors change between stations (b. Songhua River Basin; d. Ziya River Basin; f. Xitiao River Catchment)

素贡献的空间变异性均非常大。3个流域面积相差甚远,然而在同一流域,不同气象要素对径流的贡献相对大小在站点间仍具有一致性。

气象要素的贡献是径流对其敏感程度和其自身变化率的共同作用。各流域气候系统与径流过程互相作用的机理具有明显差异性,气象要素的变化趋势在3个流域也不相同,造成各气象要素变化在不同流域对径流影响的差异,代表了不同气候条件下,气象要素的长期变化趋势对流域水资源量造成的影响。

5 结论

气候系统调控流域径流过程,气候要素对年径流趋势性变化的贡献是径流对其敏感程度和其自身变化率共同作用的结果。以松花江流域、子牙河流域和西苕溪流域为例,基于Budyko水热平衡经验模型模拟各流域年径流,采用归因分析方法识别了气候要素对上述3个流域年径流和潜在蒸发变化的影响及其差异性。主要得到如下结论:1960-2008年,降水趋势性变化对年径流贡献比潜在蒸发大;松花江和子牙河流域各气象要素趋势性变化对潜在蒸发变化率的贡献排序为:温度>风速>水汽压>日照时数,而西苕溪流域为:温度>日照时数>风速>水汽压;在气候要素共同作用下,松花江和子牙河流域平均年径流呈减少趋势,其变化速率分别为 -0.48 mm a^{-2} 和 -1.51 mm a^{-2} ,而西苕溪流域年径流则以 1.42 mm a^{-2} 的速率增加。

参考文献(References)

Arora V K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on the annual runoff. *Journal of Hydrology*, 265(1-4): 164-177.

Chen S B, Liu Y F, Thomas A. 2006. Climate change on the Tibetan Plateau: Potential evapotranspiration trends from 1961-2000. *Climatic Change*, 76(3-4): 291-319.

Cong Z T, Zhao J J, Yang D W, et al. 2010. Understanding the hydrological trends of river basins in China. *Journal of Hydrology*, 388(3-4): 350-356.

Donohue R J, McVicar T, Roderick M L. 2010. Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate. *Journal of Hydrology*, 386(3-4): 186-197.

Hupet F, Vanclooster M. 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 243

(3-4): 192-204.

Hou Q L, Bai H Y, Ren Y Y, et al. 2011. Analysis of variation in runoff of the main stream of the Weihe River and related driving forces over the last 50 years. *Resources Science*, 33(8): 1505-1512. [侯钦磊, 白红英, 任圆圆, 等. 50年来渭河干流径流变化及其驱动力分析. *资源科学*, 33(8): 1505-1512.]

IPCC. 2007. *Climate change 2007: The physical science basis*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Li X N, Hu C H, Yang F. 2010. Quantitative analysis on response of runoff to climate change. *Journal of Water Resources & Water Engineering*, 21(1): 62-66. [李析男, 胡彩虹, 杨帆. 径流对气候变化响应的定量分析研究. *水资源与水工程学报*, 21(1): 62-66.]

Liang L Q, Li L J, Li J Y, et al. 2008. Sensitivity of the reference crop evapotranspiration in growing season in the west Songnen Plain. *Transactions of the CSAE*, 24(5): 1-5. [梁丽乔, 李丽娟, 李九一, 等. 松嫩平原西部生长季参考作物蒸散发的敏感性分析. *农业工程学报*, 24(5): 1-5]

Liu C M, Zhang D. 2011. Temporal and spatial change analysis of the sensitivity of potential evapotranspiration to meteorological influencing factors in China. *Acta Geographica Sinica*, 66(5): 579-588. [刘昌明, 张丹. 中国地表潜在蒸散发敏感性的时空变化特征分析. *地理学报*, 66(5): 579-588.]

McCuen R H. 1974. A sensitivity and error analysis of procedures used for estimating evaporation. *Water Resources Bulletin*, 10(3): 486-498.

Meng D J, Mo X G. 2012. Assessing the effect of climate change on mean annual runoff in the Songhua River Basin, China. *Hydrological Processes*, 26(7): 1050-1061.

Roderick M L, Rotsteyn L D, Farquhar G D, et al. 2007. On the attribution of changing pan evaporation. *Geophysical research letters*, 34(17): L17403.

Sun W G, Chen B Y, Li R. 2009. Multitime scale correlations between runoff and regional climate variations in the source region of the Yellow River. *Acta Geographica Sinica*, 64(1): 117-127. [孙卫国, 程炳岩, 李荣. 黄河源区径流量与区域气候变化的多时间尺度相关. *地理学报*, 64(1): 117-127.]

Wang G Q, Zhang J Y, Liu J F, et al., 2011. The sensitivity of runoff to climate change in different climatic regions in China. *Advances in Water Science*, 22(3): 307-314. [王国庆, 张建云, 刘九夫, 等. 中国不同气候区河川径流对气候变化的敏感性. *水科学进展*, 22(3): 307-314.]

Wang H J, Zhang B, Jin X H, et al. 2010. The spatio-temporal climate change and the response of runoff in the past 48a of the Zhang-ye region in the middle reaches of the Heihe River. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 24(2): 81-88. [王海军, 张勃, 靳晓华, 等. 黑河中游张掖地区近48a气候变化及径流的响应. *干旱区资源与*

- 环境, 24(2): 81-88.]
- Wang Q M, Zhang J B, Fu Y C. 2010. Runoff change and its influencing factors under changing environment in Tarim River. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 30(4): 99-103. [王启猛, 张捷斌, 付意成. 变化环境下塔里木河径流变化及其影响因素分析. 水土保持通报, 30(4): 99-103.]
- Wang Z L, Chen X H, Yang T. 2010. Runoff variation and its impacting factors in the Dongjiang River Basin during 1956-2005. *Journal of Natural Resources*, 25(8): 1365-1374. [王兆礼, 陈晓宏, 杨涛. 近 50a 东江流域径流变化及影响因素分析. 自然资源学报, 25(8): 1365-1374.]
- Zhang S F, Hua D, Meng X J, et al. 2011. Climate change and its driving effect on the runoff in the "Three-River Headwaters" region. *Acta Geographica Sinica*, 66(1): 13-24. [张士锋, 华东, 孟秀敬, 等. 三江源气候变化及其对径流的驱动分析. 地理学报, 66(1): 13-24.]
- Zhang Y, Liu C, Tang Y, et al. 2007. Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 112: D12110.
- Zheng H X, Liu X M, Liu C M, et al. 2009. Assessing contributions to pan evaporation trends in Haihe River Basin, China. *Journal of Geophysical Research*, 114: D24105.
- Zhu Y L, Chen J, Chen G C, 2011. Runoff variation and its impacting factors in the headwaters of the Yangtze River in recent 32 years. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 28(6): 1-4. [朱延龙, 陈进, 陈广才. 长江源区近 32 年径流变化及影响因素分析. 长江科学院院报, 28(6): 1-4.]

Identification of impact of climate change on annual runoff in typical basins of different climate zones

MENG Dejuan^{1,2}, MO Xingguo¹

(1. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Influences of climate factors on runoff are obvious, while the sensitivities of runoff to climate factors show significant variability in spatial distribution. In this paper, three basins are chosen including Songhua River Basin (SRB), Ziya River Basin (ZRB) and Xitiao River Catchment (XRC) which are located in semi-humid and humid area. In these basins, annual runoff is simulated with a Budyko-type equation, and contribution of each climate factor to runoff and potential evapotranspiration change is separated by Attribution Analysis, and finally, the differences among typical basins are evaluated. It showed that precipitation change contributed more than potential evapotranspiration to runoff change during 1960-2008. Moreover, contribution of climate factors to potential evapotranspiration ranked as temperature (T) > wind speed (U) > vapor pressure (e_a) > sunshine duration (S) in SRB and ZRB, and $T > S > U > e_a$ in XRC. Due to the integrated action of climate factors, annual runoff decreased with the change rate of -0.48 mm a^{-2} and -1.51 mm a^{-2} in SRB and ZRB respectively, and it increased with change rate of 1.42 mm a^{-2} in XRC. This paper can not only deepen the understanding of the mechanism how the climate change affect runoff, and also provide the scientific basis for water resources management in basins' scale under the changing climate.

Key words: climatic change; annual runoff; attribution analysis; Songhua River Basin; Ziya River Basin; Xitiao River Catchment